

公益財団法人 国土地理協会
第 21 回学術研究助成（2021 年度）

「基岩層の水分特性を用いた浸透流解析に基づ
く山地源流域の降雨・融雪水流出過程の解明」

研究成果報告書

北海道大学 桂 真也

1. はじめに

溪流が始まる最上流部にあたる山地源流域に供給された雨水や融雪水が斜面内部を浸透・流動して最終的に溪流に流出するまでの過程（降雨・融雪水流出過程）を明らかにすることは、利水・治水や斜面崩壊・表面侵食等の防止、水質等の溪流環境の維持の観点から極めて重要であり、これまで世界各地の山地源流域において観測等が精力的に行われてきた。一般に、山地源流域の斜面は、土層の下に基岩層が存在する形で構成される。基岩層は透水性が低いため、透水性の高い土層が支配的な降雨・融雪水の流動の場であると考えられてきた。斜面内部の水の流動は水分特性（透水係数および水分特性曲線）により決定付けられるため、土層の水分特性を計測した上で、対象斜面を模したモデル斜面にその水分特性を与え、斜面表面に降雨や融雪水を与えることで斜面内部の水の流動過程を物理的に追跡・解析する手法（浸透流解析）も確立され、これまで様々な流域に適用されてきた。

ところが、近年、これまで実質的に不透水と考えられてきた基岩層にも雨水や融雪水が浸透し、基岩地下水を涵養することや、基岩地下水が斜面下部で土層に復帰し、最終的に渓流水として流出していることが明らかにされつつある。すなわち、山地源流域における降雨・融雪水流出過程を解明するには、基岩層も対象に詳細な観測や浸透流解析を行うことが不可欠であると言える。

そこで本研究では、基岩層も含めた水分特性の計測と詳細な現地観測を実施した上で、土層と基岩層を対象とした浸透流解析も試みることで、山地源流域における降雨・融雪水流出過程を解明することを目的とする。

2. 対象流域

研究対象流域は、北海道大学雨龍研究林に位置する母子里試験流域（北緯 44 度 22 分，東経 142 度 17 分；120 ha）の源流域である家内流域（3.3 ha）である（図 2.1）。流域の標高は海拔 436～533 m で、510 m 付近に遷急線が見られる。

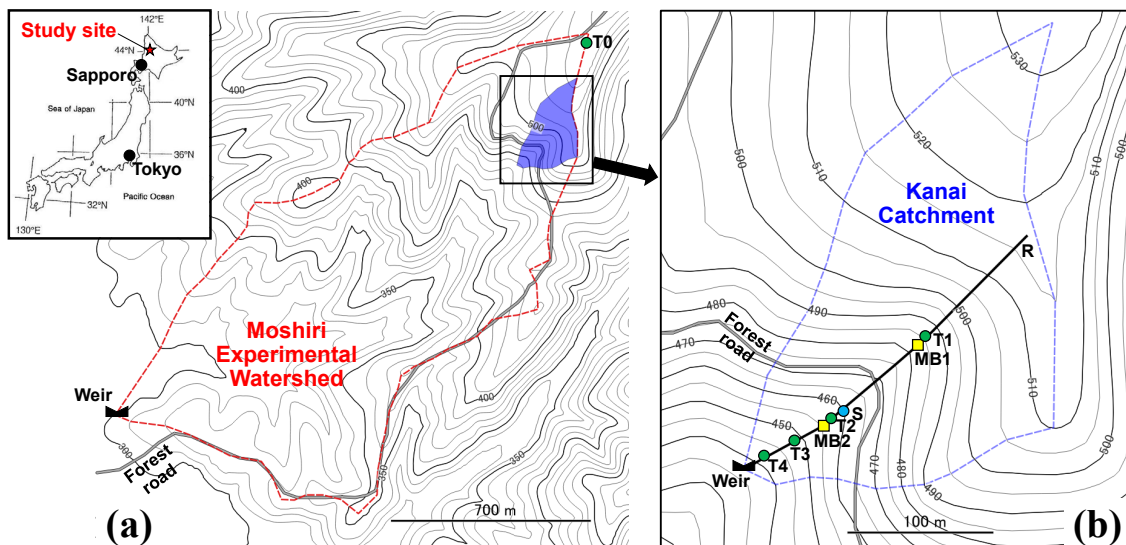


図 2.1 対象流域の位置と観測位置

標高 440 m から 510 m までの平均勾配は 18°，標高 510 m から最上部までの平均勾配は 6°である。流域出口（標高 436 m）に湧水が存在し，この地点から恒常的な渓流水が見られる。この渓流水は，後述する CML の上を流れている。年平均気温と年平均降水量（1956～2014 年）はそれぞれ 3.1°C，1,390 mm である。降水量の約 50%は晩秋から早春にかけて降雪としてもたらされ，概ね 11 月から 5 月にかけては地表面に積雪が形成される（Akitsu et al., 2020）。植生は主にエゾマツ，トドマツ，コナラ，ダケカンバから成る冷温帯の天然混交林で，下層はチシマザサに覆われている（山崎ら，2007）。

基岩は小車岳集塊岩と呼ばれる新第三紀の凝灰角礫岩で，所々に直径 10～30 cm の安山岩角礫岩を伴う。土層は有機物由来の表土層（OSL）と基岩層の風化物で構成される風化層（CML）から成り，両者を合わせた深さは 3～6 m に達する。CML は岩盤の構造を喪失しており，所々に角礫岩の破片を含む粘土質の物質で構成されている。

基岩層の構造や基岩地下水の動態を調査するため，図 2.1 の MB1 と MB2 において調査ボーリングを実施した。ボーリング孔の深さはそれぞれ 35m，25 m で，孔の直径はともに 6.6 cm である。両地点における土層厚はそれぞれ 4.0 m，5.1 m であった。ボーリング掘削により，MB1 孔では深度 4～35 m，MB2 では深度 5.1～25 m から，直径 5.0 cm の不攪乱コアを採取した（図 2.2）。

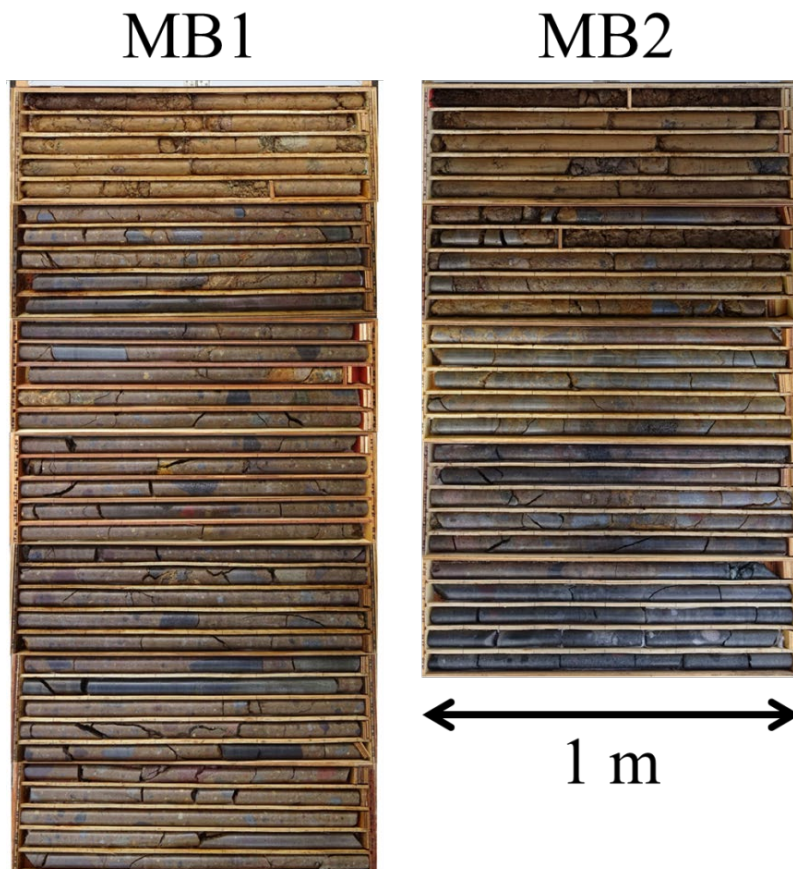


図 2.2 調査ボーリングにより採取されたコア

日本では一般に基岩コアは風化の程度に応じて 4~6 つのカテゴリーに区分される。本研究では、4 つのカテゴリー（A~D 級）に分類する吉中ら（1989）の風化区分を用いた。表 2.1 に各風化区分の特徴を示す。A 級は新鮮で風化していない基岩を表し、風化の程度が増すにつれて B, C, D 級に区分される。このうち、C 級については、下付き文字 H, M, L により、3 つのサブカテゴリーに細分化される。

図 2.3 に、ボーリングコアから判定された風化区分の断面図を示す。風化区分は C_M~D 級であり、浅部ほど風化が進んでいた。ボーリング孔での風化区分に基づき、図 2.1b の点 R と堰（Weir）を結ぶ実線で示す範囲について概略で推定した風化区分もあわせて示す。ここでは、D 級を強風化基岩層、C_L 級を中風化基岩層、C_M 級を弱風化基岩層としている。

表 2.1 風化区分

風化区分	岩盤	コア
A	<ul style="list-style-type: none"> ●きわめて新鮮 ●鉱物は全く風化や変質を受けていない 	<ul style="list-style-type: none"> ●コアは亀裂がなく 100cm 以上の棒状を成す ●コアの表面は非常になめらか
B	<ul style="list-style-type: none"> ●新鮮 ●鉱物はほとんど風化や変質を受けていない 	<ul style="list-style-type: none"> ●コアは閉口した亀裂を伴いつつ 40~50cm 前後の長柱状が主体 ●コアの表面はなめらか
C _H	<ul style="list-style-type: none"> ●おおむね新鮮 ●長石類と有色鉱物（雲母、角閃石など）が閉口した亀裂に沿って一部風化・変質している 	<ul style="list-style-type: none"> ●コアは多少亀裂を伴いつつ 10~30cm 前後の柱状が主体 ●コアの表面はおおむねなめらか
C _M	<ul style="list-style-type: none"> ●全体的にわずかに風化・変質している ●長石類と有色鉱物は風化変質を受けしばしば褐色または赤褐色を呈する 	<ul style="list-style-type: none"> ●コアは毛髪状亀裂を伴いつつ 10cm 前後の短柱状が主体 ●亀裂はしばしば粘土で閉口している ●コアの表面はおおむね粗い
C _L	<ul style="list-style-type: none"> ●鉱物が著しく風化・変質を受けているため、岩盤全体が褐色または赤褐色を呈する 	<ul style="list-style-type: none"> ●コアは毛髪状亀裂が著しく発達しつつ岩片状が主体 ●亀裂はおおむね粘土で閉口している ●コアの表面は粗い
D	<ul style="list-style-type: none"> ●著しく風化・変質を受け、砂状または粘土状を呈する部分がしばしば見られる 	<ul style="list-style-type: none"> ●おおむね砂状または粘土状のコア ●亀裂は不明瞭

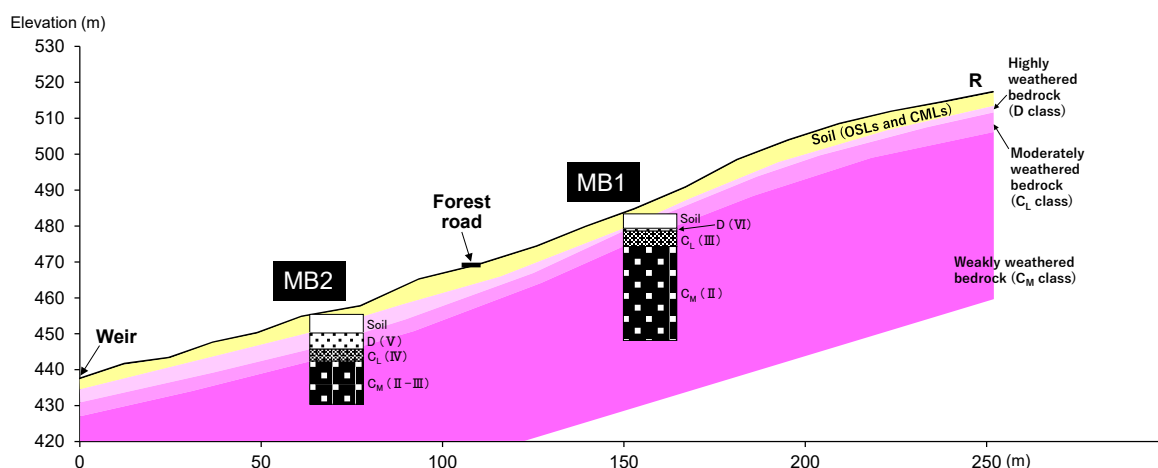


図 2.3 風化区分断面図

3. 水分特性の計測

3.1 方法

3.1.1 サンプルの作成

基岩内部の水の流動を特徴づける水分特性（透水係数および水分特性曲線）の計測を行った。水分特性の計測に用いる基岩サンプルは Katsura et al. (2009) の方法に従って作成した。実験室において、各風化区分帯から明瞭な亀裂のない長さ 5 cm 以上のサンプルを 1~5 個選んだ。サンプルが円柱状になるよう、サンプルの上端と下端を慎重に整形した。なお、MB1 孔の D 級は非常に薄く（0.7m）風化が進んでいたため、サンプルを作成することができなかった。最終的に、MB1 孔から 9 個、MB2 孔から 8 個のサンプルを作成した。これら 17 個のサンプルのうち、D 級は 5 個、C_L 級は 5 個、C_M 級は 7 個である。整形したサンプルを、直径がサンプルより少し大きい塩化ビニルパイプの中に 1 個ずつ置き、サンプルとパイプの隙間に液体シリコンをサンプルの上端まで流し込んだ。1 日経過し、液体シリコンが硬化した後、サンプルの底部に付着したシリコンを取り除いた。液体シリコンの基岩サンプルへの侵入は見られず、また硬化したシリコンは水を通さないため、サンプルの水分特性を正確に計測することが可能となった。

3.1.2 pF 試験

D 級サンプルは空気の残留を避けるため底部から 72 時間以上かけて徐々に飽和させた。C_L 級、C_M 級サンプルはすぐに飽和しなかったため、真空ポンプを用いて飽和させた。pF 試験はメンブレン吸引法、加圧板法により行った。飽和させたサンプルを、飽和させたメンブレンまたはポラス板の上に置いた。基岩とメンブレンまたはポラス板の間に隙間があるサンプルについては、飽和した石英砂を詰めて連続的な水の移動を可能とした。まずメンブレン吸引法により、サンプルをメンブレンより 5, 10, 20, 30, 50 cm 下にセットし、その後加圧板法により、空気圧を 80, 100, 200, 300, 500 cm にセットすることで、水分特性曲線を描いた。石英砂を用いたサンプルについては、別に計測した石英

砂単体の水分特性曲線を用いて補正した (Katsura et al., 2009)。

こうして計測された水分特性曲線の特徴づけるため、Kosugi (1996) のログノーマルモデルを適用した。このモデルは次のように表される。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = Q \left[\frac{\ln(\psi / \psi_m)}{\sigma} \right] \quad (1)$$

ここに、 S_e は有効飽和度、 θ は体積含水率、 ψ は圧力水頭、 θ_s 、 θ_r はそれぞれ飽和体積含水率、残留体積含水率、 ψ_m は S_e が0.5のときの ψ 、 σ は孔隙径分布の幅を特徴づけるパラメータ、 Q は相補正規分布関数で

$$Q(x) = \int_x^\infty \frac{1}{(2\pi)^{1/2}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du \quad (2)$$

と表される。 θ_s の値は実測値に固定した上で、同一の ψ に対する θ の実測値と計算値の差が最も小さくなるように θ_r 、 ψ_m 、 σ の値を決定した。

3.1.3 飽和透水試験

pF 試験終了後、全てのサンプルを再び飽和させた。変水位透水試験により、各サンプルの飽和透水係数 K_s を求めた。これらコアスケール(マトリックス部)の値と比較するため、MB1孔の深度5.0~10.0m (C_L級基岩に相当；図2.3)およびMB2孔の深度20.0~25.0m (C_M級基岩に相当；図2.3)において、現場透水試験を行い、現場透水係数を求めた。

3.2 結果

計測した基岩の水分特性を土層と比較するため、図2.1bのS地点でトレンチを掘削し、深度30~145cmのOSLおよび90~295cmのCMLから100 cm³の不攪乱サンプルを採取し、水分特性を計測した。以下では、これら土層の水分特性の結果もあわせて示す。

表3.1に各風化区分(OSL, CMLも風化区分として取り扱う)の K_s の平均値および式(1)のパラメータの平均値を示す。C_L級基岩, C_M級基岩については現場透水係数もあわせて示した。さらに、ここに示した平均的なパラメータを用いて描いた平均的な水分特性曲線および透水係数曲線をそれぞれ図3.1a, 3.1b

表 3.1 飽和透水係数および式(1)のパラメータの平均値

風化区分	K_s (コア) cm s ⁻¹	K_s (現場) cm s ⁻¹	θ_s	θ_r	θ_e	ψ_m cm	σ
OSL	9.8×10^{-3}	—	0.668	0.473	0.195	-32.3	1.50
CML	7.8×10^{-6}	—	0.605	0.416	0.189	-755.9	2.95
D級	2.2×10^{-5}	—	0.454	0.385	0.069	-54.7	1.27
C _L 級	1.3×10^{-7}	1.0×10^{-6}	0.412	0.373	0.039	-19.1	1.21
C _M 級	2.4×10^{-8}	2.9×10^{-5}	0.368	0.337	0.031	-11.5	0.87

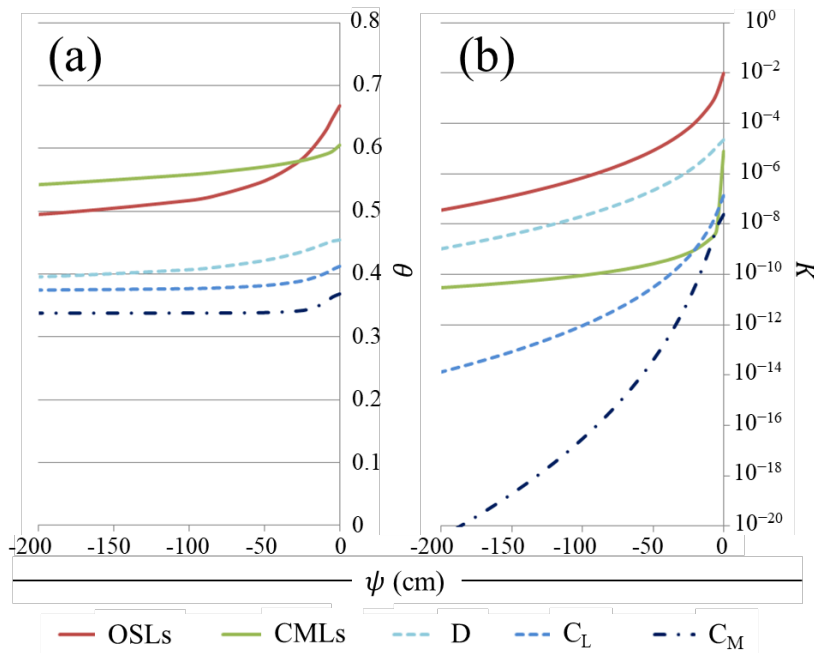


図 3.1 (a)水分特性曲線と(b)透水係数曲線

に示す。このうち、透水係数曲線は、式(1)のパラメータおよび K_s を用いて、以下のように求められるものである (Kosugi, 1996)。

$$K(\psi) = K_s S_e^{1/2} \left\{ Q \left[\frac{\ln(\psi / \psi_m)}{\sigma} + \sigma \right] \right\}^2 \quad (3)$$

ここに、 K は透水係数である。

これらの図表から、まず OSL と CML の水分特性が大きく異なることが分かる。OSL は K_s が比較的高い ($9.8 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$) が、 ψ が -100 cm まで低下するにつれて θ が素早く低下する。一方、CML は K_s が低い ($7.8 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$) もの、 ψ が -100 cm まで低下するのに伴う θ の低下幅は OSL より小さく、より平坦な水分特性曲線を示す。以上から、OSL は透水性が高く非常に大きいものから小さいものまでさまざまなサイズの孔隙を有する一方、CML は透水性が低く大きな孔隙はほとんど含んでいないと言える。

D 級基岩のマトリックスは K_s が低く ($2.2 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$)、平坦な水分特性曲線を示しており、CML と類似していることが分かる。本対象流域の D 級基岩は亀裂が存在したと見られる部分に風化由来の粘土が充填しているなど明瞭な亀裂が見られないため、CML と同様に透水性が低くなったと考えられる。CL 級基岩、CM 級基岩の水分特性は類似しており、 K_s がかなり低く (それぞれ $1.3 \times 10^{-7} \text{ cm s}^{-1}$, $2.4 \times 10^{-8} \text{ cm s}^{-1}$)、平坦な水分特性曲線を示した。一方、現場透水係数はこれらの値より数オーダー大きいことから、CL 級基岩、CM 級基岩ではマトリックス部ではなく亀裂を通過する水の流れが主と考えられる。よって、CL 級基岩、CM 級基岩の透水性は、CML や D 級基岩より高いと言える。以上から、本対象

流域は、水文学的には比較的透水性の高い基岩の上に透水性の低い土層が存在する流域であると整理できる。

4. 現地観測

4.1 方法

対象流域における降雨・融雪水流出過程を解明するため、詳細な現地水文・水質観測を行った。本報告書では、対象流域における水移動プロセスの実態をより詳細に明らかにするため、助成期間前から実施していた観測結果も含めて報告する。

主に流域内の主谷に沿った T0, T1, T2, T3, T4 (図 2.1) にテンシオメータを埋設し、OSL と CML の ψ を計測した。T1, T2 はそれぞれ MB1, MB2 に隣接している。テンシオメータの埋設深度を表 4.1 に示す。計測期間は 2021 年 11 月 1 日～2022 年 6 月 7 日で、10 分間隔でロガーに自動記録した。

ボーリング孔 MB1, MB2 を保持するため、底部 30 m (MB1) と 18.9 m (MB2) にストレーナを有する鋼製ガス管を挿入した。孔底に水位計を設置し、孔内の地下水位を計測した。計測期間は 2020 年 11 月 1 日～2022 年 6 月 7 日、計測間隔は 10 分である。また、T1, T2, T3, T4 において、オーガーにより土層内に井戸を掘削し、直径 5 mm の穴を側面に多数有する直径 6 cm のポリ塩化ビニルパイプを挿入することで観測井戸とした。T4 (深度 30 cm) の井戸の底は OSL と CML の境界に一致している。一方、T1, T2, T3 (深度はそれぞれ 29.5, 39.5, 37 cm) の井戸は OSL 内に位置する。これら 4 つの井戸内の地下水位を水位計により 10 分間隔で計測した。計測期間は、T4 はボーリング孔と同じで、T1, T2, T3 は 2021 年 10 月 16 日～2022 年 6 月 7 日である。さらに、流域末端に堰を設置し (図 2.1b)、湧水の比流出量を計測した。計測間隔、計測期間はボーリング孔と同じである。

水質分析に用いるため、地下水サンプルを数か月に 1～2 回採取した。MB1 と MB2 の基岩地下水、T4 の土層地下水、および湧水は直接採取した。OSL,

表 4.1 テンシオメータの埋設深度

Point	Layer	Depth of tensiometer installation from ground surface (cm)
T0	OSL	37
	CML	223.5
T1	OSLs	35, 87
	CML	227.5
T2	OSLs	36, 90
	CML	227.5
T3	OSLs	37, 86
	CML	227.5
T4	CMLs	86, 228.5

CML に不飽和貯留されている土壌水は、T2 のテンシオメータのすぐ近傍にポーラスカップを埋設し、吸引圧を与えて採取した。採取した水サンプルは 100 mL のポリエチレンボトルに密封し、水質分析に供するまで冷蔵保存した。分析にあたっては、水サンプルを 0.45 μm 酢酸セルロースフィルターで濾過した上で、ICP-MS (PerkinElmer 社製 ELAN DRC-e) によりイオン濃度 (Al^{3+} , Ba^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Li^+ , Mg^{2+} , Na^+) を分析した。

降水量と気温は雨龍研究林の事務所 (北緯 44 度 22 分, 東経 142 度 15 分, 標高 288 m) で計測されたデータを用いた。積雪期における融雪の影響を考慮するため、最終的に地表面に到達するすべての水の量 (融雪水および/または雨水; 以下, 「MR」とする) を次のように計算した。まず, 日平均気温が 2°C を超える日の降水は降雨, 2°C 以下の日は降雪と判断する。降雨は直ちに地表に到達し, 降雪は積雪層を形成するものとする。積雪層をすべて融かしたときの水量が積雪水量である。積雪層は気温の上昇に応じて融け, 直ちに地表面に到達するものとする。融雪量は積算暖度法に基づき, 日平均気温が 0°C 以上の日にその日平均気温に融雪係数 $6 \text{ mm } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$ を乗じて求める。日平均気温が 0°C 未満の日の融雪量は 0 mm day^{-1} とする。最後に, 融雪量に降雨量を加えて MR とする。こうして計算される積雪水量と融雪量に基づき, 積雪水量が正である期間を降雪期 (後述する融雪期を除く), 融雪量が正である期間を融雪期と定義した。降雪期および融雪期以外の降水は降雨とし, 降雨イベントに分離した。新しい降雨イベントの開始は, 24 時間以上降雨が観測されなかった後に降雨が開始した場合, または融雪期の終了後に初めて降雨が開始した場合とした。降雨イベントの終了は, 降雨が観測されない期間が 24 時間続いた場合, または降雪期が始まった場合とした。

4.2 結果と考察

11 月から 12 月にかけて降雪期と融雪期が断続的に発生した。主な降雪期は, 2020 年 11 月 21 日~2021 年 3 月 22 日, 2021 年 12 月 13 日~2022 年 3 月 24 日, 主な融雪期は 2021 年 3 月 23 日~5 月 15 日, 2022 年 3 月 25 日~4 月 22 日であった。表 4.2a に観測期間中の降雨イベントを示した。各イベントの総降雨量と最大降雨強度もあわせて示している。計 35 回の降雨イベントがあり, 最大総降雨量は 84 mm, 最大降雨強度は 35 mm h^{-1} であった。水文年 (2020 年 11 月 1 日~2021 年 10 月 31 日とする) の総降水量は 1923.8 mm で, 観測期間中の総降水量は 2373.5 mm であった。

4.2.1 OSL および CML の圧力水頭

降雨量および MR, OSL (深度約 35 cm, 90 cm) および CML (深度約 230 cm) の ψ を図 4.1 に示す。

T0 (図 4.1b) では, 2021~22 年の降雪期と融雪期にのみ観測データが得られた。OSL (深度 37 cm) では, ψ は降雨と融雪水に応答して CML (深度 223.5 cm) より素早く上昇した。OSL の ψ は, 降雪期前にはほぼ飽和状態 (約 -10 cm) を示したが, 降雪期には約 -40 cm までゆっくりと低下した。融雪期には, OSL は

表 4.2 観測期間における (a) 降雨イベントと (b) 融雪イベント

(a)							
No.	Event Initiation	Total Precipitation (mm)	Strongest Rainfall Intensity (mm h ⁻¹)				
1	2020/11/1	34.5	7.5	17	2021/9/12	41.5	12.5
2	2020/11/6	36.5	5.5	18	2021/9/17	0.5	0.5
3	2021/5/16	41.5	2.5	19	2021/9/23	25	6.5
4	2021/5/19	1	0.5	20	2021/9/30	33	11
5	2021/5/21	0.5	0.5	21	2021/10/4	84	18
6	2021/5/23	58.5	2.5	22	2021/10/8	1.5	1
7	2021/6/4	43.5	3.5	23	2021/10/10	51.5	14.5
8	2021/6/8	4	1	24	2021/10/12	0.5	0.5
9	2021/6/20	18.5	6.5	25	2021/10/15	0.5	0.5
10	2021/7/5	32.5	5	26	2021/10/24	0.5	0.5
11	2021/8/5	20.5	5	27	2021/10/25	2.5	2
12	2021/8/7	35.5	35	28	2021/11/28	13	1
13	2021/8/9	34	3.5	29	2021/11/10	1	0.5
14	2021/8/18	4	1	30	2021/11/13	5.5	1
15	2021/8/25	17.5	5.5	31	2022/5/3	45	5.5
16	2021/8/31	16	4.5	32	2022/5/7	25	7.5
				33	2022/5/13	11.5	2
				34	2022/5/22	30	4
				35	2022/5/28	20.5	1

(b)			
No.	Event Initiation	Total MR (mm)	Strongest MR (mm day ⁻¹)
1	2021/3/23	26.3	16.3
2	2021/3/28	62.6	20.2
3	2021/4/3	32.3	21.1
4	2021/4/7	4.6	4.6
5	2021/4/11	49.1	83.2
6	2021/4/16	34.1	174.7
7	2021/4/27	141	43
8	2021/5/3	506.8	72
9	2022/3/25	47.1	17.3
10	2022/4/3	53	17.1
11	2022/4/9	110.8	32.7
12	2022/4/19	79.8	39.5

ほぼ飽和状態を維持しながら素早く変動した。一方、CML の ψ はOSL の ψ が上昇した後に素早く上昇し、OSL より大きな変動を示した。2022 年の融雪期中のOSL とCML の最大値は、それぞれ3月27日に記録された10.1 cm と4月13日に記録された22.0 cm であった。ピークでは、OSL よりもCML のほうが高い値が観測された。

T1 (図 4.1c) では、OSL 浅部 (深度 35 cm) の ψ が2021年7月に顕著に低下した。2022年は、7月8日以降、8月5日まで降雨がなく、OSL 浅部の ψ が-285.1 cm まで低下して極端に乾燥した。OSL 深部 (深度 87 cm) では、 ψ の応答はOSL 浅部と同様であったが、変動はOSL 深部のほうが小さかった。降雪期には、OSL 浅部、深部の ψ はそれぞれ約-50 cm、-40 cm まで低下した。融雪期が始まると、OSL 浅部、深部ともに ψ は上昇し、ほぼ飽和状態を示した。観測期間を通じて深部ほど ψ が高かったが、融雪期よりむしろ降雨時に、深部より浅

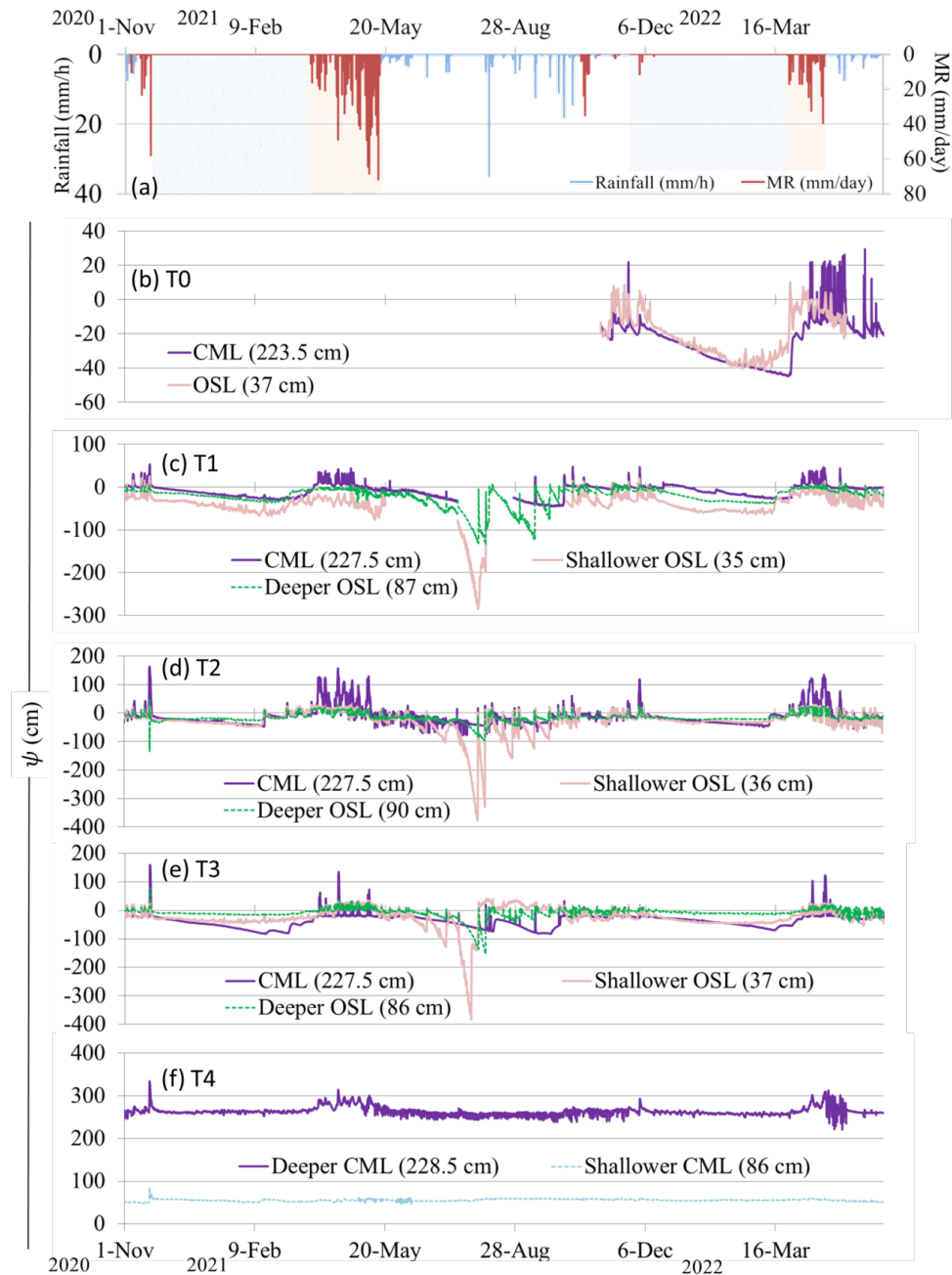


図 4.1 (a)降雨または MR および (b) T0, (c) T1, (d) T2, (e) T3, (f) T4 における圧力水頭

※図 a で青色，赤色で影を付けた期間はそれぞれ降雪期，融雪期を表す。

部のほうが瞬時に ψ が高くなる場合が見られた。CML（深度 227.5 cm）の ψ は、降雨や融雪に反応して、急激に変動する場合と緩やかに変動する場合の両方が見られた。 ψ が急激に上昇する場合、OSL より CML のほうが ψ が高くなった。CML の ψ は急激に低下した後は緩やかに低下し、OSL よりも湿潤な状態が維持された。T1 では、ほぼ全ての観測期間において、浅部ほど乾燥した状態であった。

T2 (図 4.1d) では、OSL 浅部 (深度 36 cm) の ψ は降雨や融雪に応答して OSL 深部 (深度 90 cm) よりも高くなった。そのため、T1 の OSL 浅部より T2 の OSL 浅部のほうがより頻繁に飽和した。降雨直後や降雪期には、OSL 浅部の ψ は OSL 深部より低かった。OSL 浅部は素早く応答し、CML よりも早く飽和する傾向が見られた。CML (深度 227.5 cm) では、T1 よりも鋭敏で大きな反応が観測された。T2 は T1 より斜面下方に位置しているが、T2 の CML は T1 より乾燥していることが多かった。この傾向は降雪期に顕著であり、T1 の ψ が約 -25 cm まで低下したのに対し、T2 では約 -50 cm まで低下した。すなわち、降雪期には OSL 深部が最も湿潤状態にあった。一方、融雪期や大規模降雨時には、OSL 浅部や CML の ψ が鋭敏かつ大きく上昇するため、OSL 深部が最も乾燥した状態にある傾向が見られた。

T3 (図 4.1e) では、CML (深度 227.5 cm) の ψ は 2021 年 8 月上旬から 9 月上旬にかけて見られるように、緩やかな増加が顕著であった。さらに、急激な ψ の上昇や低下が T0, T1, T2 の CML よりも明瞭であった。一方、乾燥期と降雪期には、T3 の CML は他の観測点よりも乾燥していた。OSL 浅部 (深度 37 cm) では、降雨と融雪に反応して ψ が急激に上昇し、飽和した。OSL 深部 (深度 86 cm) では、乾燥期を除く全ての観測期間中、OSL 浅部や CML より湿潤状態にあった。

T4 (図 4.1f) では、地下水位が後述の通り地表面から数 cm 下に存在していたため、CML の浅部 (深度 86 cm)、深部 (228.5 cm) とともに恒常的に飽和していた。CML 浅部より深部のほうが ψ の変動は大きかった。

観測期間中の T0, T1, T2, T3 における各層の飽和時間数を表 4.3 に示す。降雨期と融雪期別に、全ての層が同時に飽和していた時間数もあわせて示した。T0 では、OSL と CML はそれぞれ 315 時間、224 時間飽和していたが、両層が同時に飽和したのは 35 時間だけであった。これは、不飽和状態にある CML の上位の OSL 内に地下水位が形成されていたことを示している。T1 では、CML が湿潤状態にあったことは飽和時間が長い (3656 時間) ことに反映されているが、全層が同時に飽和したのは 97 時間だけであった。このうち、降雪期・融雪

表 4.3 観測期間における各層の飽和時間数

	Shallower OSL		Deeper OSL		CML		All layer saturated	
	Saturated	Unsaturated	Saturated	Unsaturated	Saturated	Unsaturated	Rainfall periods	Snowmelt periods
T0	315	4521			224	5217	27	8
T1	167	11198	563	13969	3656	12935	55	42
T2	2505	13599	1542	13990	2207	13990	191	1066
T3	2932	13991	3182	13991	379	13991	102	180

※右列の Snowmelt period には降雪期も含む。

期は 42 時間、その他の期間は 55 時間である。T2 では、OSL 深部は降雪期に比較的湿潤状態にあったが、OSL 浅部と CML で見られた ψ の急激な上昇からも分かるように、T2 の OSL 深部の飽和時間数（1542 時間）は OSL 浅部や CML より短かった。観測期間中の全層飽和は 1257 時間であったが、大部分（1066 時間）は降雪期・融雪期に発生した。全層が飽和した時間と各層の飽和時間を比較すると、OSL 浅部の飽和時間の半分は OSL 深部または CML の不飽和帯の上位に形成されていた可能性が高い。T3 では、CML の ψ が明瞭かつ素早い上昇と低下を示したことを反映して飽和時間が最も短く（379 時間）、地下水位が不飽和の CML の上位の OSL に形成されていたと考えられる。

表 4.3 から、OSL 浅部・深部のほぼ同じ深度における飽和時間数は、流域下部ほど長いことが分かる。しかし、CML では逆で、T0 を除き流域上部ほど長かった。さらに、T3 では、不飽和の CML の上位に OSL の飽和帯がしばしば形成された。したがって、飽和帯は OSL と CML で別々に形成され、また T4 では OSL と CML が観測期間中恒常的に飽和していたことを考えると、両方の飽和帯が結合して 1 つの飽和帯を形成していたと考えられる。

4.2.2 水の移動方向の解析

斜面内部の水の移動方向を解析するため、全水頭 H の差を計算した。 H は、 ψ と位置水頭の和として定義される。図 4.2 は、T1, T2, T3 における OSL 深部と CML の間、および T4 における CML 浅部と CML 深部の間の H の差の経時変化を示したものである。正の値は CML から OSL 深部へ、または CML 深部から CML 浅部への上向きの流れを表し、負の値は OSL 深部から CML へ、または CML 浅部から CML 深部への下向きの流れを表す。T1, T2, T3 では、2021 年 11 月 20 日に T2 で瞬間的に観測された上向きの流れを除いて、上向きの流れは観測されなかった。しかし、T4 では、CML 深部から浅部への上向きの流れが常に観察された。まとめると、T1, T2, T3 では OSL 深部と CML の間で下向きの流れが支配的であり、T4 では CML 内で上向きの流れが支配的であった。

4.2.3 OSL および基岩の地下水位と比流出量

図 4.3 に T2, T3, T4 の OSL の地下水位、MB1, MB2 の基岩地下水位、および流域出口における OSL からの比流出量を示す。T1 では地下水位は検出されなかったため、省略した。

T2 における OSL の地下水位（図 4.3b）は、観測期間中 696 時間観測された。2021 年 10 月と 12 月の地下水位は、それぞれ -25 cm、 -30 cm（地表面からの深度 25 cm, 30 cm）に達した。地下水位の形成時間は T2 の OSL 浅部の ψ により観測された飽和時間とほぼ一致していた。2022 年の融雪期に地下水位が観測され、2022 年 4 月 22 日に最高水位 -15 cm が観測された。融雪期の地下水位は断続的に観測され、日変動を示したが、その変動幅は最大でも約 2cm であった。融雪期における日々の地下水位のピークは概ね 12:00~16:00 に観測された。融雪水量の計算値によると、2022 年 4 月 22 日以降融雪水は供給されなくなり、2022 年 4 月 27 日に地下水位は消失した。融雪期後の 2022 年 5 月 4 日には、降雨に応答して OSL 内に地下水位が一時的に形成された。

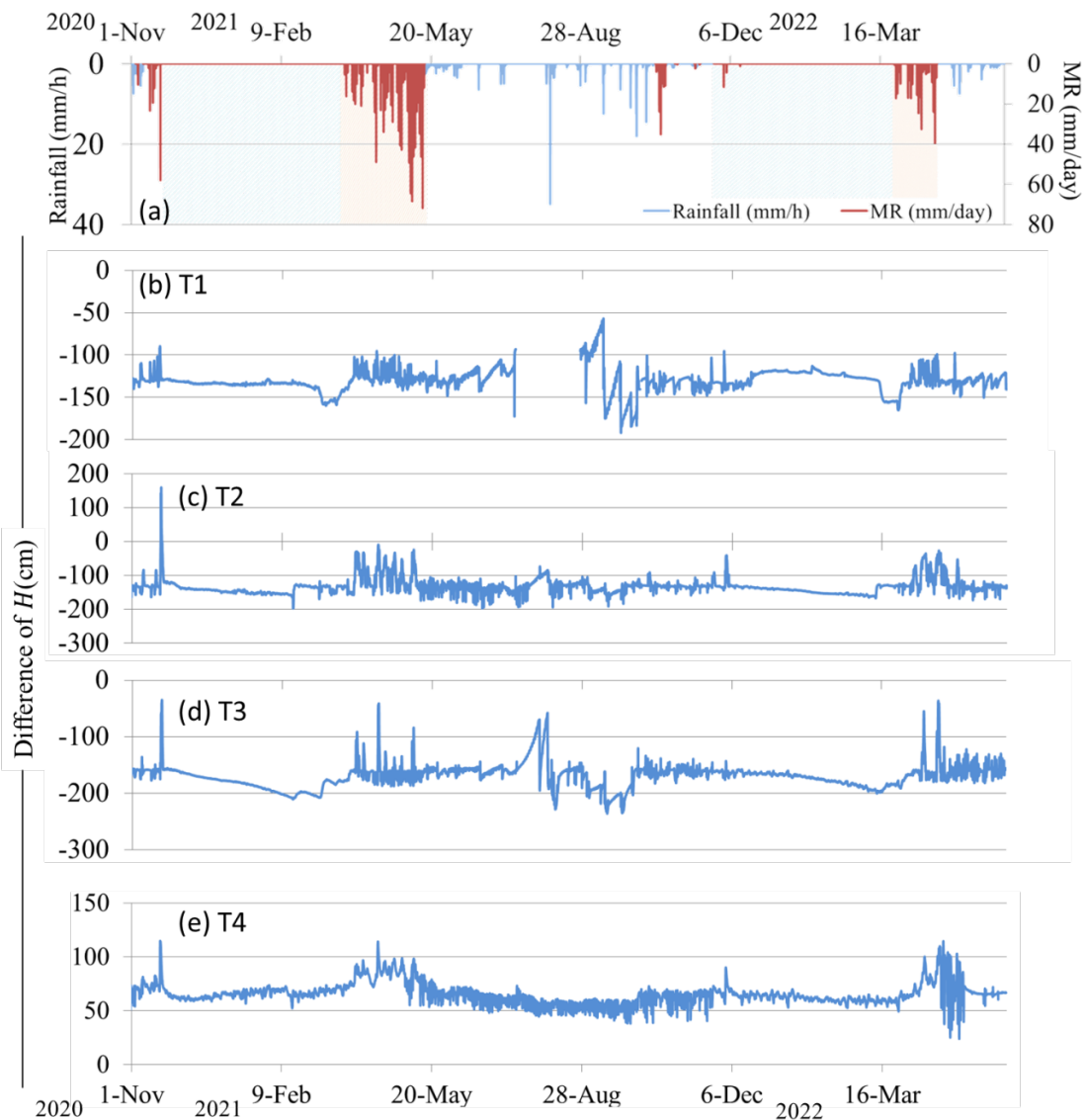


図 4.2 (a)降雨またはMR, (b)T1, (c)T2, (d)T3 における OSL 深部と CML の全水頭の差, および(e)T4 における CML 浅部と深部の全水頭の差
 ※図 a で青色, 赤色で影を付けた期間はそれぞれ降雪期, 融雪期を表す。

T3 における OSL の地下水位 (図 4.3c) は, 観測期間中 512 時間にわたって形成され, 観測期間が同じ T2 よりも短かった。融雪期の 2022 年 4 月 4 日から 5 月 1 日にかけて断続的に地下水位が形成され, 最高で -10 cm に達した。T2 の地下水位と同様に, T3 の地下水位も融雪期に断続的に形成され, 日変動を示した。しかし, T2 とは対照的に, 降雪期前の降雨に対する地下水位の反応はほとんどなかった。

T4 (図 4.3d) では, OSL 内に地下水位が恒常的に観測され, 観測期間中の最低値は -18 cm であった。最高値は -2 cm で, 2021 年 12 月初旬, すなわち降雪期前に観測された。降雪期中, 地下水位はゆっくりとわずかに低下した。T2 と

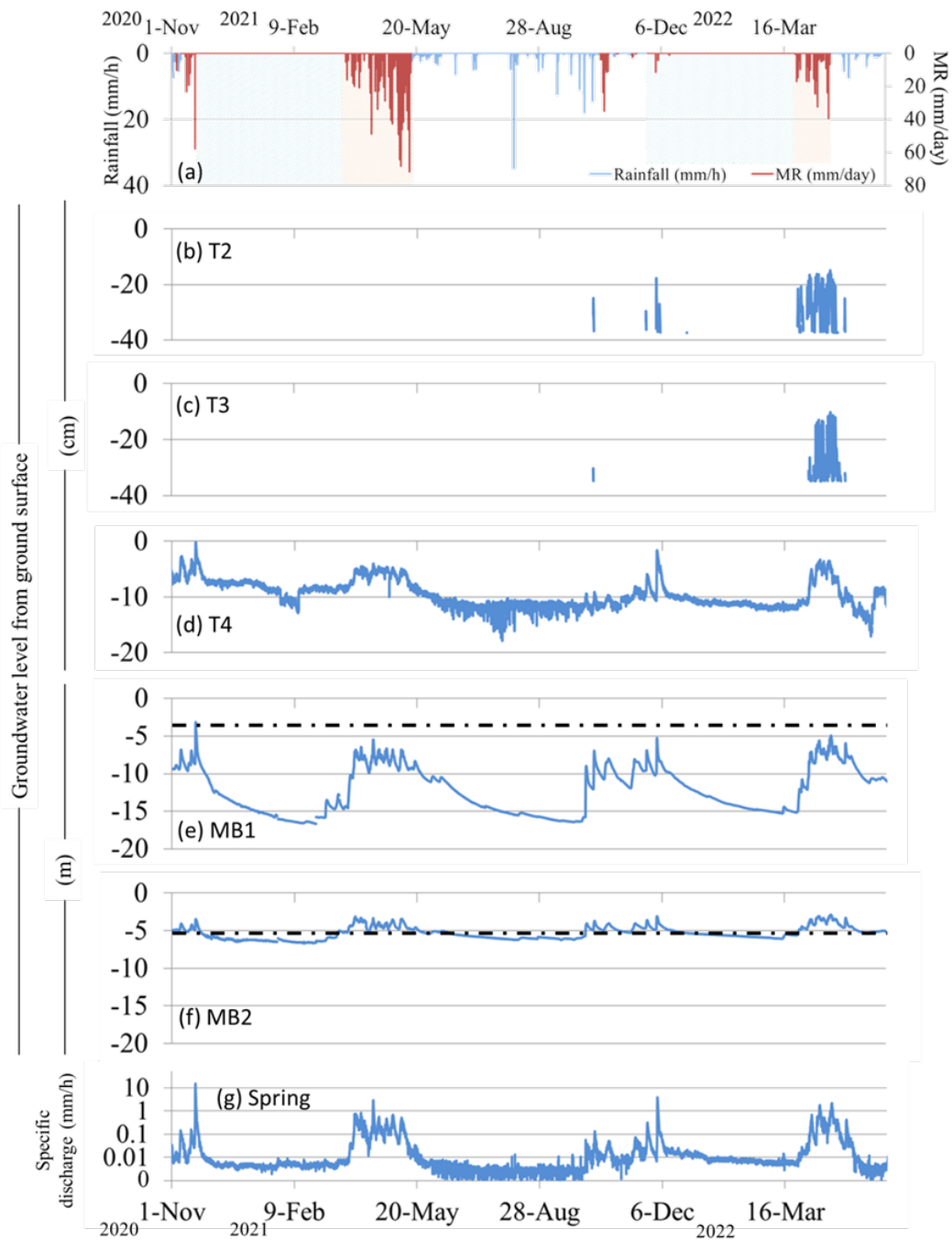


図 4.3 (a)降雨または MR, (b) T2, (c) T3, (d) T4 における OSL の地下水位, (e) MB1 孔, (f) MB2 孔における地下水位, および (g) 湧水の比湧出量
 ※図 a で青色, 赤色で影を付けた期間はそれぞれ降雪期, 融雪期を表す。また, 図 e, f の破線は CML と基岩の境界を表す。

T3 の OSL の地下水位には 2022 年の融雪期に日変動が特徴的に見られたが, T4 の地下水位には日変動がほとんど見られなかった。T4 の OSL の地下水位は, 2021 年の融雪期から 10 月初旬までの降雨にはほとんど反応しなかった。

ボーリング孔 MB1 (図 4.3e) では, 観測期間中, 基岩内の地下水位が常時観

測された。ボーリング孔の深度は 35 m と深いものの、降雨や融雪水に対して地下水位は比較的素早く大きな反応を示した。観測期間中の最高地下水位は、2020 年 11 月 20 日の融雪に反応して上昇した際の -3.1 m であった。MB1 では CML と基岩の境界が -4.0 m に位置するため、地下水位はこの境界より高かったと言える。これを除くと、地下水位は -5.0 m を超えることはなかった。最低地下水位は -16.6 m であった。2021 年の融雪期には地下水位は -5.5 m に達したが、融雪期以降はゆっくりと徐々に低下し、最終的には -16.4 m まで低下した。2021 年 10 月の降雨イベント（2021 年 10 月 4～5 日、総降雨量：84 mm）では、地下水位が大きくかつ素早く上昇した。その後の 2021 年から 2022 年の降雪期に、地下水位は再び低下し、 -16.0 m まで低下した。2021 年および 2022 年の融雪初期にはともに地下水位が大きくかつ素早く上昇した。地下水位は融雪初期に段階的に増加し、その後微細な日変動を示した（変動幅は最大で 1 m）。融雪期の後半には比較的大きな変動を示し、変動幅は最大で 3 m に達した。一方で、降雨に対しては微細な変動なしに緩やかに変動した。

MB2 孔（図 4.3f）では、MB1 孔に比べて基岩地下水位の変動は小さく緩やかで、観測期間中の最高水位は -2.9 m、最低水位は -6.7 m であった。MB2 の CML と基岩の境界は -5.1 m に位置するが、地下水位はそれより高くなる場合が多く見られた。ボーリング孔の深度は 25 m と深く、MB2 の地下水面は常に MB1 より浅い深度に位置していたが、MB2 の地下水位は降雨や融雪水に対してゆっくりと反応した。MB1 と MB2 の地下水位は、多少の差は見られるものの、全体的な変動特性は類似していた。たとえば、降雪期には MB2 の地下水位もゆっくりと緩やかに低下したが、融雪期には微細な日変動が見られた。同時刻における MB1 と MB2 の基岩地下水位の関係を図 4.4 に示す。MB1 と MB2 の間には強い相関が見られ、変動特性が類似していることが分かる。Kosugi et al. (2011) は局在する基岩内帯水層ごとに地下水位変動特性が異なることを示しているが、図 4.4 から分かるように、MB1 と MB2 の地下水位は同一の帯水層をとらえていると考えられる。

比流出量は準恒常的に見られ、最大値と最小値はそれぞれ 14.8 mm h^{-1} 、 $1.06 \times 10^{-3} \text{ mm h}^{-1}$ であった（図 4.3g）。観測期間および水文年の総比流出量は、それ

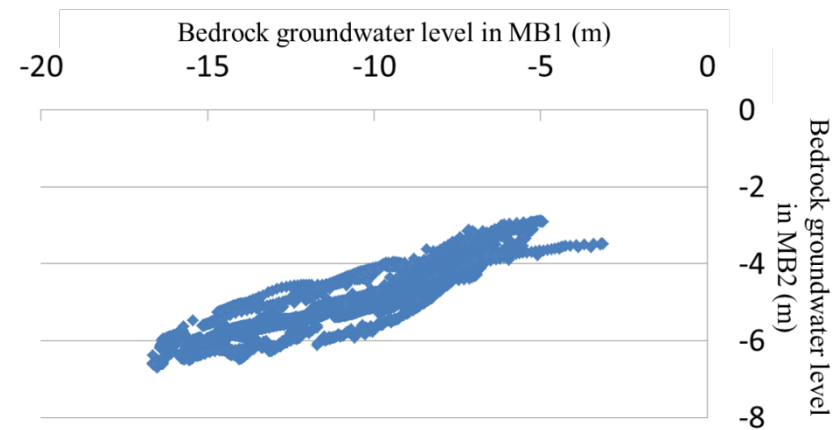


図 4.4 MB1 孔と MB2 孔の地下水位の関係

ぞれ 837.6, 472.3 mm であった。水文年の総降水量のうち、24.6%が対象流域から流出していた。降雪期前（10月から12月にかけて）と融雪期には比流出量は大きく変動した。2021年9月、2022年5月のように、比流出量が急激に増加・減少するような降雨イベントも観測された。これらの降雨イベント以外では、比流出量の大幅な増加は観測されなかった。比流出量の変動特性は、T4で観測された地下水位やMB1, MB2の地下水位の変動と類似していた。

4.2.4 降雨や融雪に対する反応の遅れ時間

水文観測の結果(図4.1~4.3), CMLは透水係数が著しく低い(表3.1, 図3.1b)にもかかわらず、CMLと基岩内で水の移動が発生していることが分かった。塚本(1998)は、粘土層で形成されたパイプの特徴について、洗堀によるパイプの形成は砂層より時間を要するものの、一旦粘土層で形成されたパイプは粘土層のほうがその粘着力によって支持・維持されることを報告している。実際、既往研究では粘土質土壌で選択的な流れが発生していることが報告されている(Djodjic et al., 1999; Glaesner et al., 2011)。粘土層に形成されたパイプにより、粘土層のマトリックス部の飽和透水係数が低いにもかかわらず、雨水がパイプを素早く通過して流出する可能性が考えられる(Feyen et al., 1996; Tani, 1997)。したがって、厚いCMLで覆われている本対象流域では、降雨後の選択的な流れの有無に注目する必要がある。

ψ や地下水位の上昇に要する遅れ時間を解析すれば、パイプ等を通過する特に鉛直方向の選択的な流れの有無を推測することができる。Lin and Zhou (2008)は、土層の浅部より深部のほうが先に反応することから、選択的な流れが発生していることを示した。水の移動経路と移動形態を議論するため、本研究では各層における降雨イベントに対する遅れ時間、特にOSL, CML, 基岩の ψ や地下水位の上昇が開始した時刻と降雨開始時刻との差の関係を調べた。具体的には、T1, T2, T3, T4のOSLとCMLの ψ の遅れ時間、T4のOSLとボーリング孔MB1, MB2の地下水位の遅れ時間を整理した。 ψ や地下水位の上昇開始までの遅れ時間は、それぞれ降雨イベント開始の1時間前(以下、初期 ψ)と比較して1 cm以上上昇するまでの時間、降雨イベント開始の1時間前(以下、初期水位)と比較して0.5 cm以上上昇するまでの時間(土層地下水の場合)、地下水位が初期水位から10 cm以上上昇するまでの時間(基岩地下水の場合)と定義した。最大降雨強度が $<2.0 \text{ mm h}^{-1}$ で総降雨量が $<5.0 \text{ mm}$ の降雨イベントは、 ψ や地下水位の変動が小さく遅れ時間の評価が困難なため、除外した。遅れ時間の解析には10分間隔で計測したデータを用いた。CMLの ψ または基岩地下水位がOSLの地下水位が反応する10分以上前に降雨イベントに反応した場合に、選択的な流れが発生したと判断した。

融雪期については、融雪水が積雪層に浸透して地表面に到達するまでより複雑な遅れ時間が生じることが報告されている。実際、積雪期に降雨がもたらされる際、雨水が積雪層に素早く浸透する場合や、雨水が積雪層を横方向に流れる場合があるという正反対の結果が報告されている(Whitaker and Sugiyama, 2005; 石井, 2012)。本研究で求めたMRは日融雪量のたまかな推定には適して

いるが、融雪水がいつ地表面に供給されたかについてはほとんど情報が得られない。そこで、MRの有無により、2つの主要な融雪期をいくつかの融雪イベントに分割した。ある融雪イベントは、MRがプラスとなった日から0となった日までと定義した。融雪のピークを14時として、融雪イベントが開始した日の13時から ψ や地下水位の上昇が開始した時間までの遅れ時間を調べた。 ψ や地下水位の上昇および選択的な流れの発生の有無は、降雨イベントと同様に定義した。表4.2bに各融雪イベントと総MR、最大MRを示す。

表4.4は、CMLがOSLより先に反応した回数を示しており、総イベント数および降雨イベントと融雪イベントそれぞれの遅れ時間の幾何平均もあわせて示している。各イベントにおける初期 ψ または初期地下水位、ピーク ψ またはピーク地下水位の算術平均もあわせて示した。T1とT3では、CMLの ψ が先に反応したイベントは少なく、降雨イベントと融雪イベントでそうしたイベント数に差はほとんどなかった。T1とT3での平均遅れ時間を見ても、 ψ や地下水位はOSL浅部から基岩へと順に反応しており、雨水/融雪水の浸透に対する選択的な流れの影響は小さいことが分かる。一方、T2では、CMLの ψ が先に反応した降雨イベントは他の地点より多く、また融雪イベントでもわずかに多かった。研究対象流域では、T2に隣接するS地点(図2.1b)でのトレンチの掘削中に鉛直方向のパイプ等は確認されていない。したがって、既往研究で報告されている粘土層内のパイプと同様に、潜在的なパイプがT2でのCMLの素早い反応の原因となっている可能性が考えられる(たとえば Redding and Devito, 2010)。T1, T2, T3において見られたCMLの素早い反応は、OSLとCMLの平均初期 ψ が-10 cm未満となっていることから分かるように、そのほとんどが全層不飽和の状態が発生していた。不飽和OSL, CMLの素早い反応は、 $\psi < -10$ cmにおける不飽和透水係数が著しく低い(図3.1b)ため、選択的な流れがなければ発生しないと考えられる。さらに、T2でCMLが先に反応した際に、T1のCMLがT2のCMLより先に反応したイベントは1つだけ(融雪イベントNo.1)であった。したがって、CMLの素早い応答は、T1からの地下水の流れによるものではなく、パイプを介した鉛直方向の選択的な流れに起因すると考えられる。しかし、降雨イベント時に、MB1に隣接するT1では選択的な流れがほとんど発生しなかったが、基岩地下水の反応はMB2よりMB1のほうが早かった。さらに、MB2では、基岩地下水は降雨イベントより融雪イベントのほうが素早く反応したが、T2では融雪イベント中の選択的な流れの発生が大幅に少なかった。以上から、選択的な流れはCMLの飽和帯の発生に寄与するが、基岩地下水位の上昇への寄与は小さいと考えられる。

T4では、CML浅部の ψ の上昇が著しく遅く、CML深部の ψ が先に反応するイベントが多く見られた。CML深部のこうした素早い応答は、CML浅部をバイパスする、OSLからCML深部への鉛直方向の選択的な流れが一つの原因として考えられる。しかし、T4では全層が恒常的に飽和している(図4.1, 図4.3)ため、OSLからパイプを介してCML深部へ水が供給される場合、常にOSLの地下水位の上昇が伴うはずである。さらに、OSLとCML深部がパイプで接続さ

表 4.4 (a)降雨イベント, (b)融雪イベントにおける遅れ時間, 初期圧力水頭, ピーク圧力水頭の平均および CML が OSL より先に反応したイベント数

(a)	T1 (MB1)			T2 (MB2)			T3			T4			
	Lag time (minute)	Initial ψ (cm) or level (m)	Peak ψ (cm) or level (m)	Lag time (minute)	Initial ψ (cm) or level (m)	Peak ψ (cm) or level (m)	Lag time (minute)	Initial ψ (cm)	Peak ψ (cm)	Lag time (minute)	Initial ψ (cm) or level (cm)	Peak ψ (cm) or level (cm)	
Shallowest OSL	225.4	-51.7	-2.4	130.4	-66.7	12.8	103.8	-13.2	19.3	192.3	-10.9	-9.3	
Deeper OSL	234.9	-20.9	-3.8	245.7	-27.6	3.8	141.3	-19.0	11.4	796.8	55.1	58.3	
Shallowest CML										340.4	259.2	269.2	
Deeper CML	435.8	-10.9	13.6	146.2	-22.9	19.1	244.9	-40.7	1.2				
Bedrock Groundwater	1523.4	-12.7	-9.5	1988.2	-5.2	-3.1							
Faster response/ Total events		2/18			11/21			2/21			6/19		
(b)	T1 (MB1)			T2 (MB2)			T3			T4			
	Lag time (minute)	Initial ψ (cm) or level (m)	Peak ψ (cm) or level (m)	Lag time (minute)	Initial ψ (cm) or level (m)	Peak ψ (cm) or level (m)	Lag time (minute)	Initial ψ (cm)	Peak ψ (cm)	Lag time (minute)	Initial ψ (cm) or level (cm)	Peak ψ (cm) or level (cm)	
Shallowest OSL	134.8	-31.4	-11.0	65.0	-2.7	23.8	117.2	-9.2	17.5	627.8	-7.5	-5.1	
Deeper OSL	238.7	-8.2	1.7	138.4	4.1	20.2	187.5	1.2	17.9				
Shallowest CML										1280.9	54.7	58.7	
Deeper CML	324.2	1.4	27.5	125.8	1.8	100.3	805.9	-26.6	46.5	461.6	269.5	293.4	
Bedrock Groundwater	581.3	-10.3	-7.0	542.5	4.6	-3.5							
Faster response/ Total events		3/12			4/12			1/12			4/12		

れている場合, 一方の ψ や地下水位の上昇はただちにもう一方へと伝わるはずである。実際には, OSL と CML 深部の平均遅れ時間は少なくとも 60 分であった。以上から, CML 深部の ψ の素早い上昇は, パイプを通過する鉛直方向の選択的な流れによるものではなく, CML 深部の横方向の地下水流と, 基岩地下水の深

部 CML への流出による可能性が高い。T4 では単一の地下水帯が形成されているように見えるが、OSL と CML を介する 2 つの異なる水の流れが発生していると考えられる。

4.2.5 湧水の比流出量に対する OSL, CML の飽和範囲の寄与

対象流域では、OSL と CML に 2 つの異なる、しかし時に結合する飽和帯が確認された (図 4.1, 表 4.3)。飽和帯の範囲が溪流流量に与える影響の重要性はこれまで既往研究でもよく報告されている (たとえば McNamara et al., 2005; Martínez-Carreras et al., 2016)。そこで、これら 2 つの飽和帯の範囲が湧水の比流出量の増加にどのような影響を与えるかを分析した。

図 4.5 に T4 の OSL の地下水位と湧水の比流出量の関係を示す。この図では、T2, T3 の OSL, CML の飽和帯の範囲に応じて、3 つのグループに分類している。第 1 のグループは、T2, T3 とともに OSL 浅部だけが飽和し、CML は飽和していない状況、すなわち OSL の飽和帯が不飽和の CML の上位に形成されている状況を指す。第 2 のグループは、T2, T3 とともに CML のみが飽和し、OSL 浅部は飽和していない状況、すなわち CML の飽和帯が T2 から T4 まで広がっている一方で OSL の飽和帯は T2 まで広がっていない状況を指す。第 3 のグループは、T2 から T3 まで OSL と CML の両方が飽和している状況を指す。第 1, 第 2, 第 3 のグループが観測された時間は、それぞれ 971, 110, 355 時間であった。図 4.5 に見られるように、OSL と CML の飽和帯が結合した場合 (第 3 のグループ)、T4 の OSL の地下水位や湧水の比流出量は著しく大きな値を示した。OSL に飽和帯が拡大する状況 (第 1 のグループ) は最も頻繁に観測されたが、T4 の OSL の地下水位や湧水の比流出量に対する寄与は小さかった。一方、CML に飽和帯が拡大する状況 (第 2 のグループ) は、OSL の飽和帯より T4 の OSL の地下水位や湧水の比流出量に寄与していた。これらの結果は、T4 の OSL の地下水位や湧水の比流出量の変動に対する寄与は OSL よりも CML の地下水のほうが大きいことを示している。

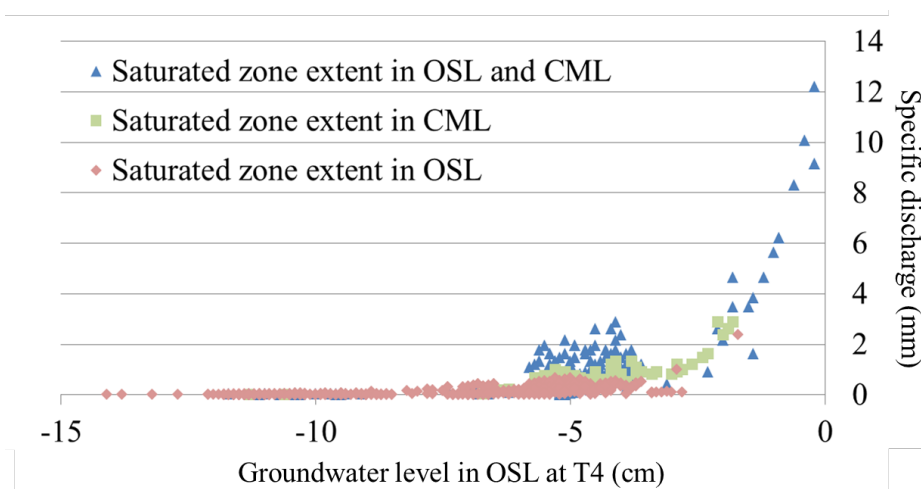


図 4.5 T4 の OSL の地下水位と湧水の比流出量の関係

4.2.6 水質

MB1, MB2 の基岩地下水, T2 の OSL, CML 内の水, T4 の OSL の地下水, 湧水のイオン濃度 (Al^{3+} , Ba^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Li^+ , Mg^{2+} , Na^+) を図 4.6 に示す。

対象流域のイオン濃度は 2 グループに分類できる。第 1 のグループ (Al^{3+} , Ba^{2+} , K^+ , Li^+) の濃度は, T2 において吸引圧を与えることで採取した OSL の水で高い傾向が見られた。このグループでは, MB1 の基岩地下水の Li^+ 濃度を

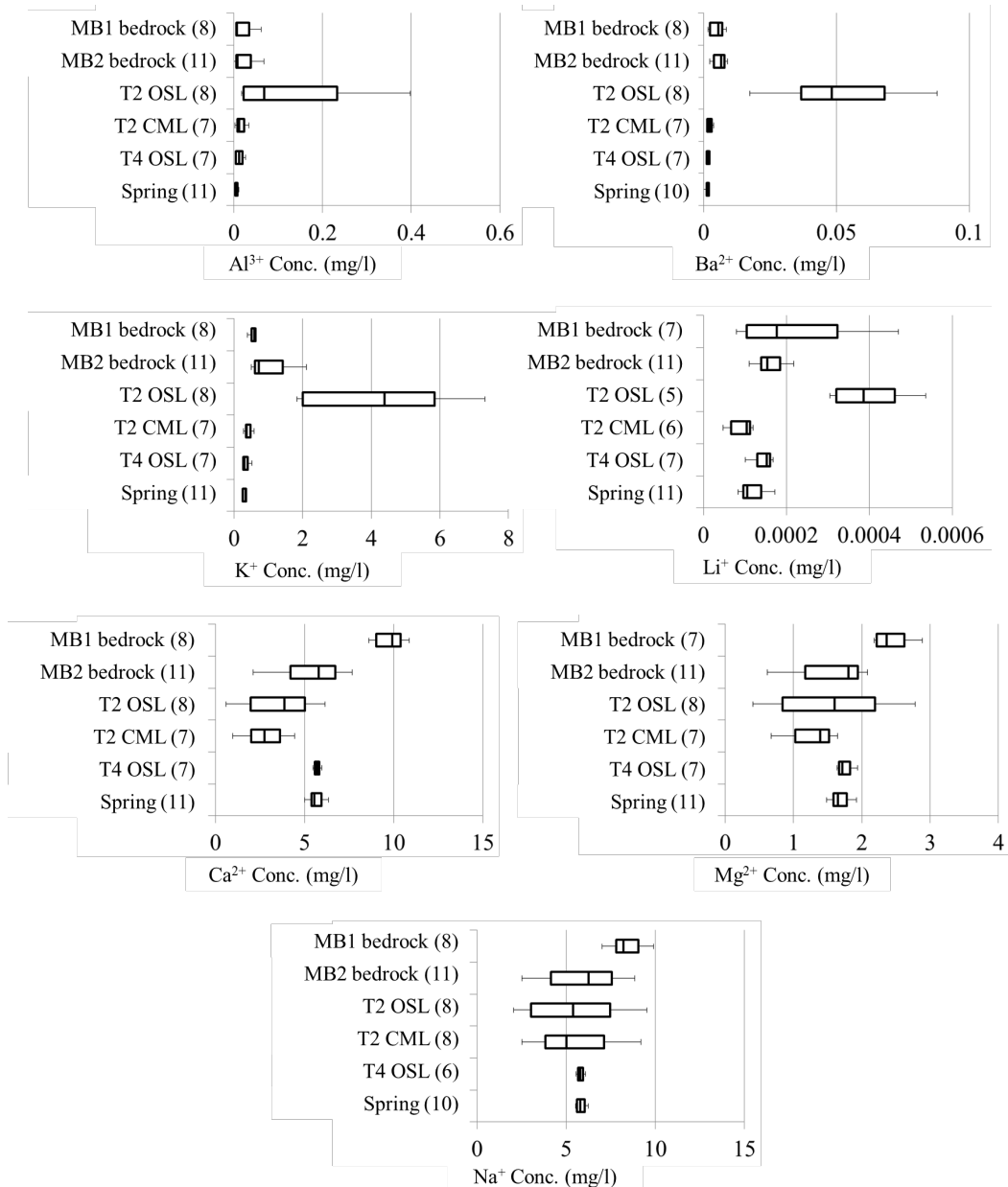


図 4.6 各種イオン濃度

※ボックスのゼロに最も近い／遠い辺はそれぞれ 25, 75 パーセントイルを表し, ボックス内の線は中央値を表す。ボックスの左側／右側の線はそれぞれ 10, 90 パーセントイルを表す。括弧内は分析したサンプル数を示す。

除き、他の水サンプルでも同様の傾向が見られた。第2のグループの濃度(Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+)はMB1の基岩地下水で高かった。このグループでは、MB2の基岩地下水、T2のOSL、CML内の水の変動範囲はほぼ同じであった。Asano et al.

(2004)は、花崗岩流域の土壌水、地下水、湧水、渓流水の水質を分析し、基岩湧水や基岩地下水の特定に Na^+ 濃度が有効であることを示している。中村ら(1973)は、主に凝灰岩で覆われた地すべり地の地下水の化学組成を分析し、地下水との接触により岩石の化学的風化が進行して Ca^{2+} イオンと Mg^{2+} イオンが溶出することを報告している。これら既往研究の結果は、本研究においてMB2の基岩地下水の第2グループのイオン濃度が他の水サンプルよりも高いことと一致している。しかし、MB2の基岩地下水中のそれらのイオン濃度はMB1の基岩地下水より低く、T2のOSL、CML中の水の濃度のほうが近かった。第1グループのイオン濃度がCML中の水とMB2の基岩地下水で類似していることから、CML中の水とMB2の基岩地下水は質的に同等と考えられる。グループに関係なく、T4のOSL地下水と湧水のイオン濃度にはほとんどばらつきが見られなかった。

以上から、T4のOSL地下水が対象流域の湧水に直接寄与していると考えられる。T2とT4でOSLの水サンプルを採取した深度はほぼ同じだが、T2のOSL内の水の第1グループの濃度はT4のOSL地下水とは大きく異なっていた。T4のOSL地下水のイオン濃度は、T2のCML内の水とMB1、MB2の基岩地下水のイオン濃度の間に位置していた。

4.2.7 対象流域における水文プロセス

図4.7は、これまでの観測結果に基づき、対象流域の水文プロセスを模式的に表したものである。降雨時と融雪期には、雨水や融雪水がOSLに浸透する。T1を除き、OSLはCML(深度230cm)よりも飽和しやすい傾向が見られた(図4.1, 表4.3)。OSLに浸透した水の一部は、パイプ等を通過する選択的な流れによりCMLに浸透する(表4.4)が、基岩地下水位の上昇にはほとんど影響しな

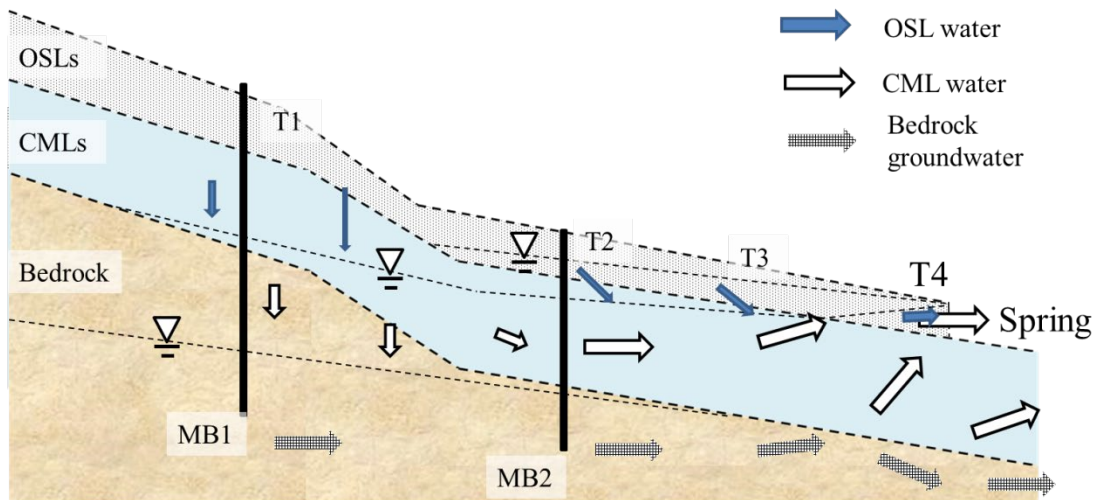


図 4.7 対象流域における水文プロセスの概念図

い。むしろ、CML のマトリックス部を流れる鉛直不飽和・飽和流のほうが、基岩地下水位の上昇に寄与している可能性が高い。OSL と CML で形成された飽和帯は結合することもあるが、基本的には(特に T3 では)結合することはない。飽和帯は不飽和の CML の上位に位置する OSL 内に形成される傾向があるが、CML の飽和帯の範囲は OSL の飽和帯よりも T4 の OSL 地下水や湧水に大きく寄与している (図 4.5)。これらの結果は、CML が難透水層として機能し、OSL 内の水移動を促進すること、また CML が OSL の地下水と湧水の重要なソースであることを示している。このような水文プロセスは、水質分析の結果でも裏付けられる。T4 の OSL の地下水と湧水の水質は OSL を流れる水よりもむしろ CML を流れる水とボーリング孔 MB1, MB2 の基岩地下水の中間に位置しており (図 4.6), T4 の OSL の地下水や湧水に対する T2 の OSL 内の水の寄与は小さかった。T2 での遅れ時間から推測されるように、CML のマトリックス部を通じて、または OSL と CML を接続するパイプ流として、CML 内の水は最終的に T4 で OSL に流出すると考えられる。

5. 浸透流解析

3. で計測した水分特性を用いて、浸透流解析を試みた。浸透流解析に用いた斜面モデルは図 2.3 に示した通りである。土層、基岩層の水分特性は上述の平均的な値 (表 3.1, 図 3.1) を用いたが、 C_L 級、 C_M 級の飽和透水係数は亀裂の影響を考慮するため、現場透水係数 (表 3.1) を用いた。境界条件は、斜面下端は自由排水条件、地表面は大気圧開放条件、斜面上端と基岩底面は不透水条件に設定した。入力降雨は 2021 年 9 月 16 日 0 時～10 月 14 日 23 時に観測された降水量で、初期条件は 9 月 16 日に観測された土層内の圧力水頭および基岩内の地下水位を参考に与えた。計算領域を 4308 個のメッシュに分割し、全 2280 節点における圧力水頭を Hydrus 3.03 を用いて計算した。

MB1 と MB2 の地下水位の実測値と計算値を図 5.1 に示す。10 月 4 日の 24 時

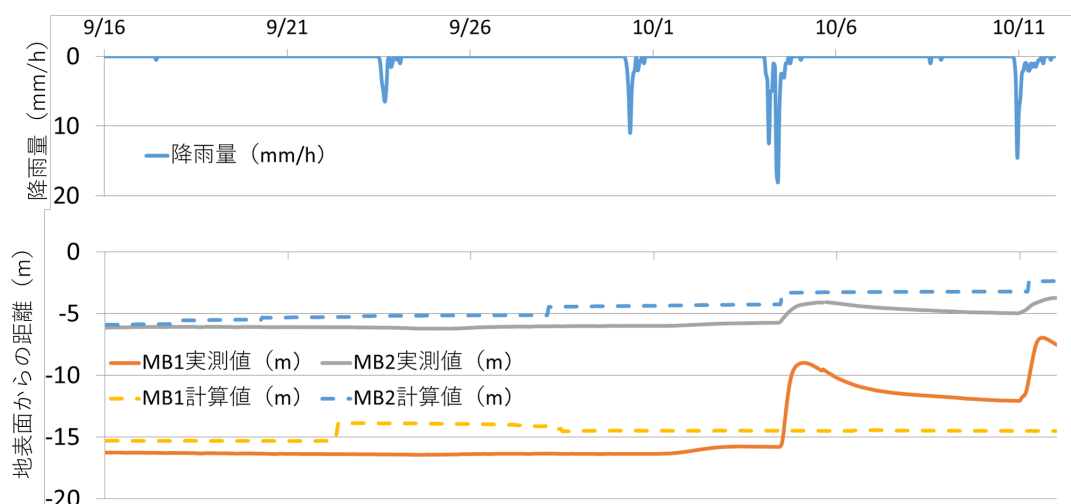


図 5.1 地下水位の実測値と計算値

間総降雨量 84 mm, 最大降雨強度 18 mm h⁻¹の降雨イベントにより, 特に MB1 で顕著に実測地下水位が上昇した。MB2 では, 計算値は計算対象期間の実測値の変動傾向をある程度再現できた一方, MB1 では計算値は変動が小さく, 実測値に見られる鋭敏な上昇を再現できなかった。すなわち, 基岩の水分特性から説明可能な以上に素早く雨水が基岩内に浸透していることが示唆された。

6. まとめ

本研究では, 基岩層も含めた水分特性の計測と詳細な現地観測を実施した上で, 土層と基岩層を対象とした浸透流解析も実施することで, 山地源流域における降雨・融雪水流出過程の解明を試みた。詳細な現地観測の結果を解析することで, 本研究で対象とした山地源流域における水移動プロセスを詳細に明らかにすることができた。一方, 土層および基岩の水分特性を実測し, 基岩層も含めた浸透流解析を試みたが, 基岩地下水位の挙動を精度よく再現することはできなかった。これは基岩層内に存在する亀裂の影響を十分に考慮できていないためと考えられ, 亀裂のサイズや連続性, 分布等を把握し, それらが水移動に及ぼす影響を組み込んで浸透流解析を実施する必要があると言える。山地源流域における降雨・融雪水流出過程をさらに明らかにしていくためには, こうした点に今後取り組んでいく必要がある。

謝辞

本研究を実施するにあたり, 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター森林圏ステーション雨龍研究林の皆様には研究対象フィールドや観測データの提供などのご協力を頂いた。また, 北海道大学大学院農学研究院の渡部敏裕准教授には水質分析で助力を頂き, 同柏木淳一講師には pF 試験で助力を頂いた。ここに記して謝意を表する。

引用文献

- Akitsu, T. K., T. Nakaji, T. Yoshida, R. Sakai, W. Mamiya, Terigele, K. Takagi., Y. Honda, K. Kajiwara, and K. N. Nasahara (2020), Field data for satellite validation and forest structure modeling in a pure and sparse forest of *Picea glehnii* in northern Hokkaido. *Ecological Research*, 35, 750–764.
- Asano, Y., N. Ohte, and T. Uchida (2004), Sources of weathering-derived solutes in two granitic catchments with contrasting forest growth. *Hydrological Processes*, 18, 651–666.
- Djordjic, F., L. Bergstrom, B. Ulen, and A. Shirmohammadi (1999), Mode of transport of surface-applied phosphorus-33 through a clay and sandy soil. *Journal of Environmental Quality*, 28(4), 1273–1282.
- Feyen, H., J. Leuenberger, A. Papritz, M. Gysi, H. Flüher, and P. Schleppe (1996), Runoff processes in catchments with a small scale topography. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21(3), 177–181.

- Glaesner, N., C. Kjaergaard, G. H. Rubaek, and J. Magid (2011), Interactions between soil texture and placement of dairy slurry application: I. Flow characteristics and leaching of nonreactive components. *Journal of Environmental Quality*, 40(2), 337–343.
- 石井吉之 (2012), 降雨と融雪が重なって生じる融雪出水. *日本水文科学会誌*, 42(3), 101–107.
- Katsura, S., Kosugi, K., Mizutani, T., Mizuyama, T. (2009), Hydraulic properties of variously weathered granitic bedrock in headwater catchments. *Vadose Zone J.*, 8(3), 557–573.
- Kosugi, K. (1996), Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 32(9), 2697–2703.
- Kosugi, K., M. Fujimoto, S. Katsura, H. Kato, Y. Sando, and T. Mizuyama (2011), Localized bedrock aquifer distribution explains discharge from a headwater catchment. *Water Resources Research*, 47, W07530.
- Lin, H., and X. Zhou (2008), Evidence of subsurface preferential flow using soil hydrologic monitoring in the Shale Hills catchment. *European Journal of Soil Science*, 59, 34–49.
- Martínez-Carreras, N., C. Hissler, L. Gourdol, J. Klaus, J. Juilleret, J. F. Iffly, and L. Pfister (2016), Storage controls on the generation of double peak hydrographs in a forested headwater catchment. *Journal of Hydrology*, 543, 255–269.
- McNamara, J. P., D. Chandler, M. Seyfried, and S. Achet (2005), Soil moisture states, lateral flow, and streamflow generation in a semi-arid, snowmelt-driven catchment. *Hydrological Processes*, 19, 4023–4038.
- 中村誠佑, 北野康, 飯田修, 片岡順 (1973), 地すべり地帯の地下水の水質 I. — 新潟県東野名および湯本地域 —. *地球化学*, 6(1), 10–20.
- Redding, T., and K. Devito (2010), Mechanisms and pathways of lateral flow on aspen-forested, Luvisolic soils, Western Boreal Plains, Alberta, Canada. *Hydrological Processes*, 24, 2995–3010.
- Tani, M. (1997), Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of Hydrology*, 200, 84–109.
- 塚本 (1998), 森林・水・土の保全—湿潤変動帯の水文地形学—. 朝倉書店.
- Whitaker, A. C., and H. Sugiyama (2005), Seasonal snowpack dynamics and runoff in a cool temperate forest: lysimeter experiment in Niigata, Japan. *Hydrological Processes*, 19, 4179–4200.
- 山崎学, 石井吉之, 石川信敬 (2007), 多雪山地流域の融雪期における河川水の水質形成過程. *日本水文科学会誌*, 37(3), 123–135.
- 吉中龍之進, 桜井春輔, 菊地宏吉編著 (1989), 岩盤分類とその適用. 土木工学社.